

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

**Máster en Meteorología y Geofísica**



**TRABAJO DE FIN DE MÁSTER**

**Estudio de la excepcionalmente tardía e inusual  
ciclogénesis explosiva Miguel**

**Adrián Naray Ares**

Director

Íñigo Gómara Cardalliaguet

**Curso académico 2019-2020**



## ESTUDIO DE LA EXCEPCIONALMENTE TARDÍA E INUSUAL CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA MIGUEL

Este trabajo ha sido revisado y corregido por su autor y el tutor académico, dando este último su autorización para su presentación:

Firmado:

AUTOR:  
ADRIÁN NARAY ARES

TUTOR ACADÉMICO:  
ÍÑIGO GÓMARA CARDALLIAGUET

**NARAY ARES**  
**ADRIAN -**  
**34884118H**

Firmado digitalmente  
por NARAY ARES  
ADRIAN - 34884118H  
Fecha: 2020.07.13  
18:02:02 +02'00'

**GOMARA**  
**ÍÑIGO -**  
**78748915C**

Firmado digitalmente por  
GOMARA ÍÑIGO - 78748915C  
Nombre de reconocimiento (DN):  
c=ES, serialNumber=78748915C,  
sn=GOMARA, givenName=ÍÑIGO,  
cn=GOMARA ÍÑIGO - 78748915C  
Fecha: 2020.07.13 17:59:03  
+02'00'

### AGRADECIMIENTOS:

*Gracias a Íñigo Gómara Cardalliaguet por haberme guiado en la realización de este trabajo. A María Belén Rodríguez de Fonseca por buscarme un tutor experto en eventos extremos y un tema relacionado con mi querida Galicia. Asimismo, la idea de llevar a cabo este trabajo fue gracias a la ciclogénesis explosiva Klaus, que en 2009 marcó completamente mi infancia.*

## Resumen

Miguel fue una profunda borrasca que se intensificó de manera explosiva en las proximidades de la Península Ibérica a comienzos de junio de 2019. Por su tardía e inusual ocurrencia y por los impactos que causó (temporal de viento, lluvia y marítimo), su análisis resulta crucial para poder mejorar en la predicción de estos eventos extremos.

En este trabajo se analizan las condiciones atmosféricas que propiciaron la formación y evolución de Miguel. Asimismo, se investigan sus similitudes con otros ciclones explosivos desarrollados en el sur de Europa en los 40 años previos. Para ello, se utilizan datos de reanálisis atmosféricos (ERA-Interim y NCEP) y de predicción operativa de alta resolución (WRF). Para la identificación y seguimiento de ciclones, se emplea un algoritmo de *tracking* automático.

Los resultados muestran que Miguel siguió una trayectoria mucho más meridional que la mayoría de los doce precedentes identificados. Sus precursores dinámicos fueron similares al resto, con una corriente en chorro intensificada al oeste de Europa y un río atmosférico en superficie. Sin embargo, la configuración de la circulación en el Atlántico Norte en la que se desarrolló Miguel fue más ondulada y menos zonal que en los casos previos. En relación a las características de los ciclones tardíos (mayo-julio) en el entorno de la Península Ibérica, tanto la variabilidad natural como el cambio climático parecen ejercer cierta influencia en la modulación de su frecuencia de ocurrencia e intensidad media.

**Palabras clave:** Ciclogénesis explosiva tardía; precursores dinámicos; precedentes; variabilidad; tendencias.

## Abstract

Miguel was a strong extratropical cyclone that explosively intensified in the vicinity of the Iberian Peninsula in early June 2019. Due to its late and unusual occurrence and the impacts it caused (strong wind gusts, heavy rain and swell), its analysis is crucial to better predict these extreme events.

This work analyzes the atmospheric conditions that led to the formation and evolution of Miguel. Its similarities with explosive cyclones developed in southern Europe within the previous 40 years are also investigated. With this aim, atmospheric reanalysis (ERA-Interim and NCEP) and high-resolution operational prediction (WRF) data are used. For the identification and tracking of extratropical cyclones, an automatic algorithm is employed.

The results show that Miguel followed a much more meridional trajectory than most of the twelve identified predecessors. It developed under favorable dynamical conditions, with an intensified jet stream over western Europe and an atmospheric river on surface. However, the North Atlantic circulation configuration in which Miguel intensified was much more undulated and less zonal than in previous cases. In relation to the characteristics of late cyclones (may-july) near the Iberian Peninsula, both natural variability and climate change seem to exert certain influence on the modulation of their frequency of occurrence and mean intensity.

**Key words:** Late explosive cyclogenesis; dynamical precursors; precedents; variability; trends.

# Índice de contenidos

<b>1. Motivación</b>	<b>1</b>
<b>2. Estado del arte</b>	<b>1</b>
2.1. Ciclones extratropicales . . . . .	1
2.2. Definición y climatología de ciclogénesis explosivas . . . . .	3
2.3. Precursores dinámicos de las ciclogénesis explosivas . . . . .	4
2.4. Ciclogénesis explosivas y la Oscilación del Atlántico Norte . . . . .	5
2.5. Ciclogénesis explosivas recientes con fuerte impacto en España . . . . .	5
<b>3. Objetivos</b>	<b>6</b>
<b>4. Datos y metodología</b>	<b>7</b>
4.1. Datos . . . . .	7
4.2. Metodología . . . . .	8
4.2.1. <i>Tracking</i> automático de ciclones . . . . .	8
4.2.2. Cálculo de anomalías, compuestos y contraste de hipótesis . . . . .	9
<b>5. Resultados y discusión</b>	<b>9</b>
5.1. Ciclón extratropical Miguel . . . . .	10
5.1.1. Evolución . . . . .	10
5.1.2. Análisis de precursores dinámicos en niveles bajos . . . . .	11
5.1.3. Análisis de precursores dinámicos en niveles altos . . . . .	13
5.1.4. Análisis de impactos en superficie . . . . .	14
5.2. Análisis de precedentes . . . . .	16
5.2.1. Estadística de ciclogénesis explosivas tardías en el sur de Europa (1979-2019) .	16
5.2.2. Precursores dinámicos más frecuentes . . . . .	17
5.2.3. Relación con la Oscilación del Atlántico Norte . . . . .	19
5.2.4. Tendencias y variabilidad climática . . . . .	20
<b>6. Conclusiones</b>	<b>21</b>
<b>Referencias</b>	<b>22</b>

## 1. Motivación

En el mes de junio de 2019 una profunda borrasca afectó al noroeste de la Península Ibérica y a la costa Atlántica francesa tras experimentar un proceso de ciclogénesis explosiva. Al ser considerada como borrasca de gran impacto por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), esta fue bautizada con el nombre de Miguel<sup>1</sup>. Tanto por su fecha de ocurrencia, completamente fuera de temporada para estos eventos predominantemente invernales, como por su virulencia, Miguel podría ser considerado como un fenómeno meteorológico eminentemente tardío e inusual.

Sus impactos socioeconómicos y de pérdidas de vidas humanas fueron considerables. La peor parte en la Península Ibérica se la llevó Galicia, con ráfagas de viento de hasta 133 km/h y más de 250 incidencias relacionadas<sup>2</sup>. Lamentablemente, en Francia perdieron la vida tres miembros de un equipo de rescate en un naufragio cerca de la costa<sup>3</sup>.

Por su enorme impacto y sus excepcionales características, la correcta previsión de este tipo de eventos meteorológicos resulta de gran importancia. Si bien en la literatura científica varios estudios han analizado la dinámica y variabilidad de ciclogénesis explosivas sobre Europa y la Península Ibérica durante los meses de invierno (Pinto et al., 2009, Liberato et al., 2011, 2013, Gómara et al., 2014a, Karremann et al., 2016), ninguno lo ha hecho para eventos fuera de temporada. Por ello, el ciclón Miguel representa una buena oportunidad tanto para conocer si sus procesos de formación fueron similares a los de ciclones análogos en invierno, como para determinar su grado de excepcionalidad a través del análisis de posibles precedentes.

## 2. Estado del arte

### 2.1. Ciclones extratropicales

En las regiones extratropicales, los sistemas de bajas presiones de escala sinóptica reciben el nombre de ciclones extratropicales (Figura 1). Estos, tienen una gran importancia en la circulación atmosférica en dichas latitudes, ya que transportan grandes cantidades de calor, humedad y momento (Hoskins and Valdes, 1990, Sinclair et al., 2019).

Estos ciclones pueden formarse a través de procesos de ciclogénesis por inestabilidad baroclina (Hoskins et al., 1985, Hart and Evans, 2001, Nakamura et al., 2004) o por transición extratropical de ciclones tropicales (Evans et al., 2017). En cuanto a sus procesos dinámicos de formación, ambas fenomenologías presentan diferencias notables. En el caso del ciclón extratropical Miguel, este se originó en latitudes medias, por lo que el foco de atención en este trabajo se pone en los ciclones originados por inestabilidad baroclina.

---

<sup>1</sup>Borrasca Miguel. AEMET. [http://www.aemet.es/es/conocermas/borrascas/2018-2019/estudios\\_e\\_impactos/miguel](http://www.aemet.es/es/conocermas/borrascas/2018-2019/estudios_e_impactos/miguel)

<sup>2</sup>250 incidencias en Galicia. Faro de Vigo 6/6/2019. <https://www.farodevigo.es/sociedad/2019/06/06/ramas-caidas-accidentes-trafico-principales/2119079.html>

<sup>3</sup>Tres fallecidos en Francia. La Vanguardia 7/6/2019. <https://www.lavanguardia.com/vida/20190607/462717147545/tres-muertos-naufragio-barco-borrasca-miguel.html>

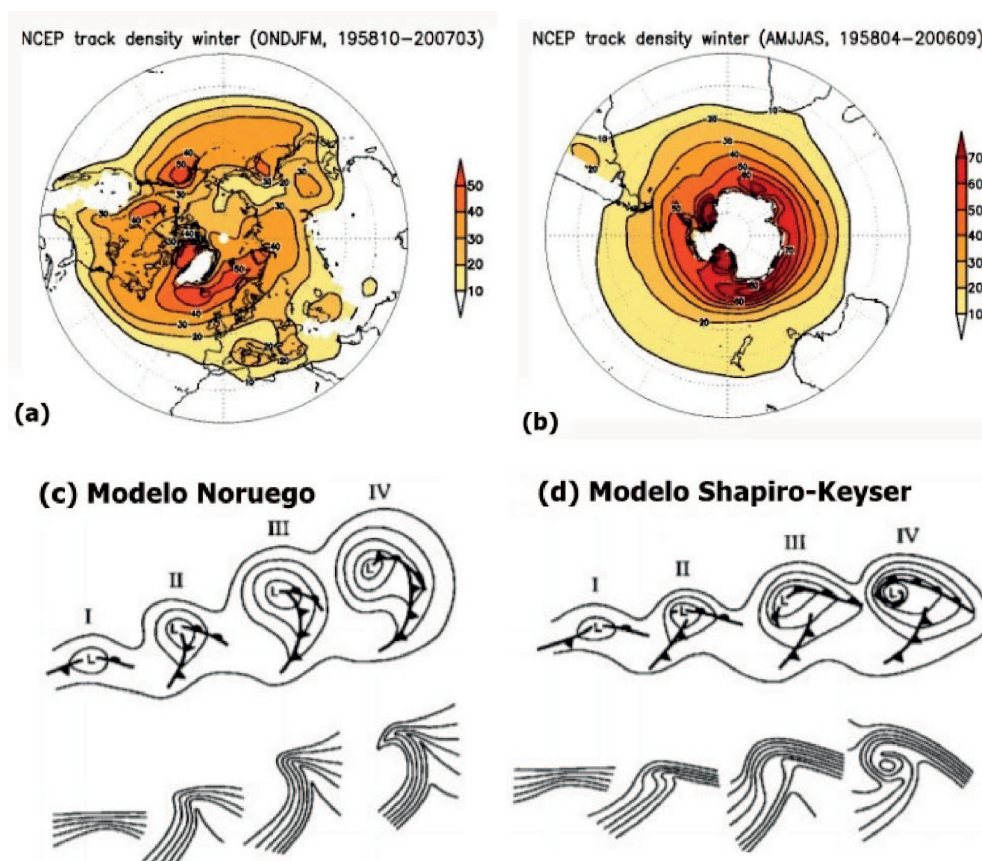


Figura 1: Densidad de trayectorias por unidad de área (radio  $7,5^\circ$ ) de ciclones extratropicales durante el invierno extendido boreal (a) y austral (b). Periodo 1958-2007, reanálisis NCEP. Fuente: (Ulbrich et al., 2009). Modelos de evolución y fases de ciclones extratropicales Noruego (c) y de Shapiro-Keyser (d). Fuente: (Bjerknes and Solberg, 1922, Shapiro and Keyser, 1990)

Este tipo de inestabilidad está asociada a fuertes gradientes horizontales de temperatura y humedad, generados por masas de aire de características contrastadas (Bjerknes and Solberg, 1922, Ulbrich et al., 2009).

Las regiones baroclinas son marcadamente más intensas al oeste de las cuencas oceánicas extratropicales del hemisferio norte. En el Atlántico Norte, se sitúan principalmente entre Terranova y el suroeste de Groenlandia (Hoskins and Valdes, 1990, Nakamura et al., 2004). Tras su génesis, los ciclones extratropicales se desplazan en dirección Este o Noreste, atravesando el Océano Atlántico hasta alcanzar las costas europeas en sus etapas madura o de oclusión de sus ciclos de vida (Pinto et al., 2009).

La evolución de los ciclones extratropicales se clasifica a través de dos modelos dominantes: el Noruego (Bjerknes and Solberg, 1922) y el de Shapiro-Keyser (Shapiro and Keyser, 1990). En las Figuras 1(c,d) se reflejan las cuatro etapas de desarrollo que configuran cada modelo.

En la primera fase de ambas configuraciones, el ciclón desarrolla un frente cálido y uno frío. Posteriormente, las evoluciones difieren. En el modelo Shapiro-Keyser el frente frío se desplaza de manera perpendicular al frente cálido. Esta dinámica genera una región de debilidad del frente frío cerca del centro del ciclón (*frontal fracture*) y un cinturón frontal en la parte posterior del núcleo (*back-bent front*). En su fase final, el aire frío rodea completamente el núcleo más

cálido del ciclón (*warm seclusion*) en el modelo de Shapiro-Keyser. En ocasiones, los ciclones más intensos que siguen este modelo desarrollan una corriente de viento muy fuerte en niveles bajos, con forma de aguijón, conocida como *sting jet* (Browning, 2004, Martínez-Alvarado et al., 2012).

Aunque normalmente la intensidad de las borrascas extratropicales es muy inferior a la de los ciclones tropicales, excepcionalmente, algunas pueden llegar a profundizarse mucho y de manera súbita, provocando fuertes impactos socioeconómicos. En Europa, estos eventos se conocen como *European Windstorms* y constituyen la principal causa de pérdidas económicas en el continente (Schwierz et al., 2010). Dentro de este grupo, destacan por su dinámica e impactos las **ciclogénesis explosivas**, objeto de estudio en este trabajo.

## 2.2. Definición y climatología de ciclogénesis explosivas

Una ciclogénesis explosiva es un proceso súbito de intensificación que sufre un ciclón extratropical en superficie.

Para caracterizar los ciclones que sufren este proceso (conocidos también como ciclones explosivos), se emplea el criterio de Sanders and Gyakum (1980). Este define que la caída de presión en superficie en el centro de la baja debe ser superior a 24 hPa en 24 horas, a una latitud normalizada de 60°N (Ecuación 1).

$$NDR = \frac{\Delta p}{24} \cdot \frac{\sin(60)}{\sin(\phi)} > 1 \text{ Bergeron} \quad (1)$$

Siendo  $\Delta p$  la caída de presión en hPa en 24 horas;  $\phi$  la latitud media, en grados, del centro del ciclón durante ese periodo de 24 horas y  $NDR$  la tasa de profundización normalizada, en Bergeron. Así, en el noroeste peninsular con una latitud de 43°N, la pérdida de presión debería ser, aproximadamente, de unos 19 hPa en 24 horas.

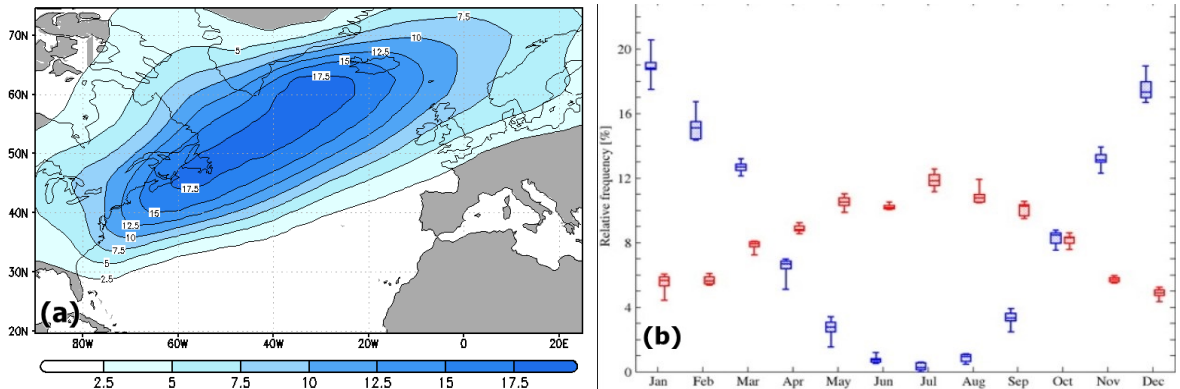


Figura 2: (a) Densidad de trayectorias de ciclogénesis explosivas en el Atlántico Norte por unidad de área (radio 7,5°). Periodo Octubre-Marzo 1957-2001. Fuente: (Gómara et al., 2014a). (b) Frecuencia relativa mensual de ocurrencia de ciclogénesis explosivas en los hemisferios norte (azul) y sur (rojo). Periodo 1979-2018 (ERA-Interim). Los límites superior e inferior de los cuadros corresponden a los percentiles 25 y 75; los bigotes, a los valores mínimo y máximo y la línea horizontal, a la mediana. Fuente: (Reale et al., 2019).



Las ciclogénesis explosivas suelen desarrollarse, predominantemente, en zonas marítimas. En el Atlántico Norte, la región con mayor número de episodios explosivos se encuentra entre Terranova e Islandia (Figura 2 (a)), siendo la Península Ibérica una región de baja probabilidad de estos eventos (1-2 cada año). Estas, tienden a concentrarse en los meses de invierno, entre octubre y marzo, con un pico máximo de ocurrencia en enero (Figura 2 (b)).

### 2.3. Precursores dinámicos de las ciclogénesis explosivas

Para iniciar el proceso de ciclogénesis explosiva se necesitan una serie de precursores dinámicos (Hoskins et al., 1985). En los casos de estudio analizados en la literatura científica no siempre aparecen todos ellos de manera simultánea (Reed et al., 1993).

Por un lado, en niveles bajos de la troposfera, generalmente se puede observar una elevada baroclinidad en la región de ciclogénesis. Esta es consecuencia de un fuerte contraste entre masas de aire de diferentes características: una subtropical de aire cálido y húmedo, y otra, subpolar, de aire frío y seco (Ulbrich et al., 2001). Ello conlleva una disminución de la estabilidad vertical de la atmósfera, favoreciendo un aumento de los movimientos verticales de aire. Otros factores que también facilitan el ascenso de aire son los fuertes flujos de calor latente y sensible (Fosdick and Smith, 1991, Rivière et al., 2010).

En este sentido, las altas temperaturas de la superficie del agua del mar (SST) contribuyen a aumentar la evaporación y, por lo tanto, la intensidad de estos flujos. Este vapor de agua puede desplazarse horizontalmente a lo largo de los océanos por medio de los conocidos como *ríos atmosféricos*. Así, ríos muy intensos refuerzan en gran medida los ciclones, provocando mayores precipitaciones en su seno (Eiras-Barca et al., 2018).

Por otro lado, en niveles altos de la troposfera, un precursor importante es una perturbación asociada a una intrusión de aire estratosférico. Esta, cuando se acopla de manera adecuada a la región baroclina de superficie, facilita el proceso de ciclogénesis explosiva (Hoskins et al., 1985).

Un reforzamiento local de la corriente en chorro extratropical, conocido como *Jet Streak*, también juega un papel importante. Tal y como establece el *Straight Jet Four-quadrant Model* (Uccellini, 1990), en las regiones de entrada a la derecha (*right-entrance*) y salida a la izquierda (*left-exit*) del *Jet Streak* se produce ascenso de aire y divergencia en niveles altos (Figura 3). De esta manera, si una de las zonas de divergencia se coloca por encima de un ciclón en desarrollo, se incrementará la inestabilidad, facilitándose su intensificación explosiva (Gómara et al., 2014a,b, Pinto et al., 2014).

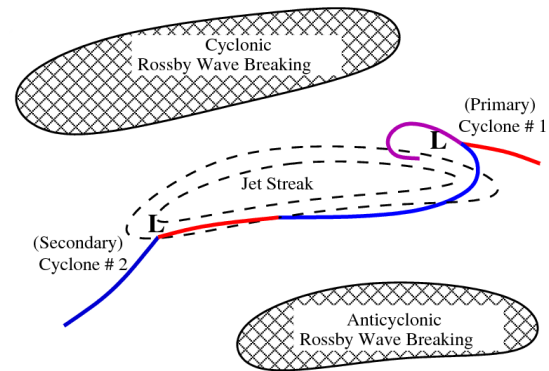


Figura 3: Resumen esquemático que muestra las posiciones relativas de los ciclones con respecto a la ubicación del *Jet Streak* y de los eventos RWB. Fuente: (Pinto et al., 2014).

Recientemente, varios trabajos han establecido que la ocurrencia de *Jet Streaks* en el Atlántico Norte viene precedida por procesos de ruptura simultánea de ondas de Rossby (*RWB*) (Figura 3; Hanley and Caballero, 2012, Gómara et al., 2014a). En general, estos procesos de *RWB* y *Jet Streak* tienden a mantenerse en la circulación general durante varios días, por lo que los eventos encadenados de ciclones muy intensos sobre una misma región (*cyclone clustering*) no son infrecuentes en Europa (Pinto et al., 2014).

Asimismo, en algunas ocasiones, la intensificación de los ciclones se puede ver favorecida por procesos de desarrollo aguas abajo (*downstream development*), debido a la naturaleza dispersiva de los paquetes de ondas de Rossby (Simmons and Hoskins, 1979, Pinto et al., 2014). Estos procesos se producen como consecuencia de que la velocidad de grupo de estas ondas es mayor que la de fase.

## 2.4. Ciclogénesis explosivas y la Oscilación del Atlántico Norte

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es el patrón dominante de variabilidad atmosférica en esta región en múltiples escalas temporales (desde sinóptica hasta multidecadal; Hurrell et al., 2003). Caracteriza la redistribución de masa atmosférica entre la baja subpolar y la alta subtropical. Aunque existen diversas metodologías para representar este patrón de variabilidad (Gómara et al., 2010), habitualmente se calcula como la diferencia de las anomalías estandarizadas de presión al nivel del mar entre Islandia y Azores/Lisboa (Walker, 1924).

Existen fundamentalmente dos comportamientos de la NAO: fase positiva (NAO+) y fase negativa (NAO-).

En la fase NAO+ se intensifican la baja subpolar y la alta subtropical, provocando un incremento del gradiente de presión y de la corriente en chorro extratropical, que también se desplaza hacia latitudes mayores (Gómara et al., 2014b). De esta manera, se aumenta la actividad e intensidad de ciclones extratropicales (incluyendo ciclogénesis explosivas), desde Terranova hasta el norte de Europa, provocando un invierno más húmedo y cálido de lo normal en estas regiones (Hurrell et al., 2003). En cambio, al sur de Europa, se disminuye esa actividad, causando periodos más secos y fríos.

En el caso de NAO- ocurre lo contrario, ya que se debilitan ambos centros de acción. En consecuencia, se decelera la corriente en chorro extratropical, migra hacia latitudes más bajas y adopta una forma más ondulada. Por lo tanto, son más frecuentes los ciclones extratropicales que afectan a la Península Ibérica, causando inviernos más húmedos y cálidos en esta región.

## 2.5. Ciclogénesis explosivas recientes con fuerte impacto en España

Como se ha comentado anteriormente, es poco habitual que los ciclones explosivos afecten a la Península Ibérica. Aún así, antes que Miguel, otros ciclones extratropicales sufrieron también un proceso de ciclogénesis explosiva, provocando grandes impactos en España. Algunos de ellos fueron *Klaus* en 2009, *Xynthia* en 2010 o *Fabien* en 2019.

El ciclón extratropical *Klaus* afectó especialmente a la costa cantábrica y a Galicia el 24 de enero de 2009, desplazándose de Oeste a Este y dejando a su paso intensas precipitaciones, pero sobre todo, ráfagas de viento de hasta 200 km/h. Esto supuso un récord en los registros históricos de esta comunidad (MeteoGalicia, 2009, AEMET, 2009). Su paso causó numerosas incidencias, dejando a miles de gallegos sin luz durante días y más de una decena de fallecidos en España<sup>4</sup>.

En previsión de la llegada de la potente borrasca *Xynthia* el 28 de febrero de 2020, la AEMET activó en buena parte del NW peninsular el nivel rojo de aviso por ráfagas de viento muy intensas<sup>5</sup>. Debido a su gran intensidad, se registraron ráfagas de viento de hasta 196 km/h en Galicia (MeteoGalicia, 2010), provocando múltiples incidencias y tres fallecidos en todo el país. Asimismo, su trayectoria en dirección SW-NE fue marcadamente anómala con respecto a la mayoría de los ciclones extratropicales intensos que afectan a Europa, los cuales siguen una trayectoria mucho más zonal (MeteoGalicia, 2010, AEMET, 2010, Gómara et al., 2014b).

El último evento con gran impacto en España ha sido *Fabien*, en diciembre de 2019. Este se desplazó zonalmente al norte de la Península Ibérica, originándose dentro de un intenso río atmosférico que atravesaba todo el Atlántico Norte. Alestar un poco más alejado de la Península que los dos ciclones anteriores, su impacto fue menor. Aún así, provocó la activación de avisos de nivel rojo en la costa cantábrica y atlántica gallega por fenómenos costeros y fuertes vientos. Durante este episodio se registraron ráfagas de viento de hasta 180 km/h. Su paso no causó víctimas mortales pero sí múltiples daños materiales (AEMET, 2019).

### 3. Objetivos

En base a las necesidades de investigación expuestas en la motivación y en el estado del arte, los objetivos principales de este trabajo son:

1. Analizar las condiciones atmosféricas que propiciaron la formación y desarrollo del ciclón extratropical Miguel. Además, se pretende investigar sobre los impactos causados en superficie (e.g., viento, precipitaciones).
2. Comparar este ciclón explosivo tardío con posibles eventos similares que hayan tenido lugar en el sur de Europa en los 40 años previos. De esta manera, a partir de la frecuencia de ocurrencia, se busca caracterizar el grado de excepcionalidad de Miguel. Además, se pretende investigar sobre los precursores dinámicos más comunes y las posibles tendencias existentes en el comportamiento de estos ciclones tardíos.

---

<sup>4</sup>El viento remite en España tras causar 12 muertos e importantes destrozos. El Mundo 25/01/2009. <https://www.elmundo.es/elmundo/2009/01/25/espana/1232838255.html>

<sup>5</sup>El temporal de viento huracanado deja tres muertos en la Península. El País 27/02/2010. [https://elpais.com/elpais/2010/02/27/actualidad/1267262217\\_850215.html](https://elpais.com/elpais/2010/02/27/actualidad/1267262217_850215.html)

## 4. Datos y metodología

### 4.1. Datos

Para la caracterización del ciclón extratropical Miguel y de sus predecesores se han empleado las siguientes bases de datos:

- **ERA-Interim**<sup>6</sup>. Reanálisis atmosférico global del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Tiene una resolución espacial de 80 km, 60 niveles verticales y aporta datos cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) para el periodo 1979-2019.
- **Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) de MeteoGalicia**<sup>7</sup>. Modelo de predicción operativa de escala regional, con una resolución espacial de 12 km y 23 niveles verticales. Este modelo cuenta con inicializaciones cada 12 horas: 00 y 12 UTC, siendo esta última la utilizada en este trabajo. Sus condiciones iniciales y de contorno se obtienen a partir del modelo *Global Forecast System* (GFS) de la *National Ocean and Atmospheric Administration* (NOAA).
- **NCEP/NCAR**<sup>8</sup>. Reanálisis atmosférico global, perteneciente a la NOAA. Tiene una resolución espacial de 2,5°, 19 niveles verticales y aporta datos cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) desde 1948 hasta el presente.

Por otro lado, se ha utilizado la base de datos observacionales **Optimum Interpolation Sea Surface Temperature** (OISST V2)<sup>9</sup> de la NOAA para obtener promedios mensuales de la temperatura de superficie del mar en el periodo 1982-2019 (resolución espacial de 0,25°).

Para analizar el impacto en superficie de Miguel se han utilizado datos observacionales. En concreto, los registrados por las estaciones automáticas de la red de MeteoGalicia, AEMET y de las boyas de Puertos del Estado<sup>10</sup>. También se han utilizado imágenes de los canales del visible (1 y 2) e infrarrojo próximo (3) del radiómetro SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager*). Este sensor pertenece a los satélites Meteosat de Segunda Generación (MSG), propiedad de la *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT).

Por último, se han empleado los valores históricos de la serie diaria de la NAO<sup>11</sup> de la NOAA-CPC, calculada como la proyección de las anomalías diarias de la altura de geopotencial de 500 hPa sobre el hemisferio norte en el patrón de la NAO desde 1950 (Hurrell et al., 2003).

Las variables físicas utilizadas a lo largo de este trabajo se reflejan en la Tabla 1.

<sup>6</sup>ERA-Interim. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>

<sup>7</sup>WRF MeteoGalicia. [https://www.meteogalicia.gal/web/modelos/threddsIndex.action?request\\_locale=es](https://www.meteogalicia.gal/web/modelos/threddsIndex.action?request_locale=es)

<sup>8</sup>NCEP/NCAR. <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>

<sup>9</sup>OISST v2. <https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>

<sup>10</sup>MeteoGalicia. <https://www.meteogalicia.gal/web/inicio.action>  
AEMET. <http://www.aemet.es/es/portada>

Puertos del Estado. <http://www.puertos.es/es-es/Paginas/default.aspx>

<sup>11</sup>North Atlantic Oscillation. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/ENSO/verf/new.nao.shtml>

Variable	Notación	Unidad	Nivel de presión	Base de datos
Temperatura	T	°C	850 hPa	ERA-Interim/WRF
Temperatura potencial	$\theta$	K	Tropopausa	ERA-Interim
Humedad específica	q	g/kg	850 hPa	ERA-Interim
Módulo del viento	U,V	m/s-km/h	Superficie/250 hPa	ERA-Interim/WRF
Viento meridional	V	m/s	300 hPa	NCEP/NCAR
Presión	MSLP	hPa	Superficie	ERA-Interim
Precipitación	Precip.	mm/h	Superficie	WRF
Temperatura de la superficie del mar	SST	°C	Superficie	OISST V2
Altura geopotencial	Z	m	500 hPa	ERA-Interim

Tabla 1: Notación, unidad, nivel de presión y base de datos de origen de cada una de las variables utilizadas en este trabajo.

## 4.2. Metodología

A continuación se describen los aspectos metodológicos de mayor importancia del trabajo realizado.

### 4.2.1. *Tracking* automático de ciclones

Tanto para el análisis del ciclón Miguel como para la búsqueda de precedentes similares se ha utilizado un algoritmo de *tracking* automático, que ya había sido aplicado en un trabajo previo con datos de MSLP<sup>12</sup> de ERA-Interim para el periodo mayo-julio 1979-2019. Este algoritmo, desarrollado originalmente por Murray and Simmonds (1991) y posteriormente adaptado a las características del hemisferio norte por Pinto et al. (2005), utiliza el laplaciano de MSLP de los ciclones como indicador de su vorticidad relativa. Asimismo, considera la trayectoria más probable de cada ciclón para realizar su seguimiento entre pasos de tiempo consecutivos.

Para tener plena certeza de que los ciclones afectaron al continente europeo durante su etapa de máxima intensidad, se han seleccionado aquellos cuyo paso temporal final de las 24h de NDR máximo (NDR<sub>máx</sub>) se encontrara dentro de las coordenadas [35°N-55°N, 20°W-10°E].

Otros criterios aplicados para seleccionar ciclones con características físicas coherentes son los siguientes (Pinto et al., 2009):

- Tiempo de vida de al menos 24 horas (5 pasos temporales).

<sup>12</sup> Mean Sea level pressure, en inglés.

- Valor mínimo de presión menor que 1000 hPa, por lo menos, una vez durante su ciclo de vida.
- Valor máximo del laplaciano de MSLP mayor que  $0,6 \text{ hPa} \cdot \text{deg} \cdot \text{lat}^{-2}$ .
- Tasa de profundización igual o mayor que  $0,3 \text{ hPa} \cdot \text{deg} \cdot \text{lat}^{-2} \cdot \text{en } 24 \text{ horas}$ .
- Tasa de profundización normalizada (NDR)  $\geq 1$  Bergeron.

Una vez realizada la selección, el *tracking* aporta información sobre múltiples variables asociadas a cada uno de los ciclones: fecha de génesis y desaparición, coordenadas de posición en cada paso de tiempo, velocidad de profundización, intensidad máxima, etc.

#### 4.2.2. Cálculo de anomalías, compuestos y contraste de hipótesis

Además de los campos medios de las diversas variables utilizadas (Tabla 1), en muchos casos se han cuantificado sus anomalías, esto es, las desviaciones con respecto a su valor medio en el periodo total analizado. Por lo general, estas se han calculado con respecto al mes de ocurrencia de cada variable para eliminar la señal del ciclo estacional, aunque en algunos casos la propia anomalía estacional mayo-julio también se ha considerado.

Para el estudio de los precursores dinámicos de ciclogénesis explosivas se han calculado los mapas compuestos<sup>13</sup> de anomalías de diferentes variables (e.g., viento, humedad). En el caso de los mapas compuestos diarios, se ha considerado como lag 0 el día en el que comienza el desarrollo explosivo de cada ciclón, otorgándose valores de lags negativos y positivos a los días previos y posteriores.

Para variables como el módulo del viento en capas altas o la altura geopotencial, fuertemente influenciadas por los propios ciclones, se ha aplicado una media móvil de 5 días en los mapas diarios compuestos. Esto ha permitido analizar de manera más nítida las condiciones de circulación general predominantes durante su desarrollo.

En aquellas variables cuya tendencia asociada a cambio climático de origen antropogénico es conocida y robusta, como la SST (IPCC, 2007), esta se ha eliminado de los datos antes de calcular sus anomalías y compuestos.

Por último, para comprobar la significación estadística de los resultados obtenidos, se ha aplicado un test de *Wilcoxon-Mann-Whitney*, con p-valores (p-val) inferiores a 0,1 o 0,05, dependiendo del caso.

## 5. Resultados y discusión

En este apartado se presentan los resultados más relevantes de este trabajo. Estos se dividen en dos grandes bloques: (1) Evolución, dinámica e impactos del ciclón extratropical Miguel; y (2) Análisis de precedentes.

<sup>13</sup>Cálculo del valor medio de un conjunto de mapas de una misma variable física pero que no coinciden temporalmente.

## 5.1. Ciclón extratropical Miguel

### 5.1.1. Evolución

El ciclón extratropical Miguel se originó el 3 de junio de 2019 al sur de Terranova (Figura 4(a)). En ese momento, su presión media a nivel del mar en su centro era de 1016 hPa (Figura 4(b)). Después, comenzó a desplazarse hacia el Este manteniendo una presión en su seno relativamente alta ( $>1005$  hPa), hasta que finalmente el día 5 de junio comenzó a sufrir un proceso de intensificación explosivo. Este proceso comenzó a las 12 UTC con el núcleo localizado en  $46^{\circ}\text{N}$ - $26^{\circ}\text{W}$  y con una presión en superficie de 1015 hPa. Veinticuatro horas después, este se había desplazado hacia el Sureste y su presión media a nivel del mar había descendido hasta los 993 hPa. En base a la Ecuación 1, el NDR durante ese periodo fue de 1,16 Bergeron (ciclón explosivo).

Precisamente, a las 12 UTC del día 6, Miguel se situaba muy próximo a la costa noroeste de Galicia. Durante las 24 horas posteriores, mantuvo su intensidad mientras se desplazaba hacia el Noreste, hasta que comenzó a rellenarse al alcanzar la Bretaña Francesa. Finalmente, Miguel desapareció el 9 de junio frente a Noruega (Figura 4).

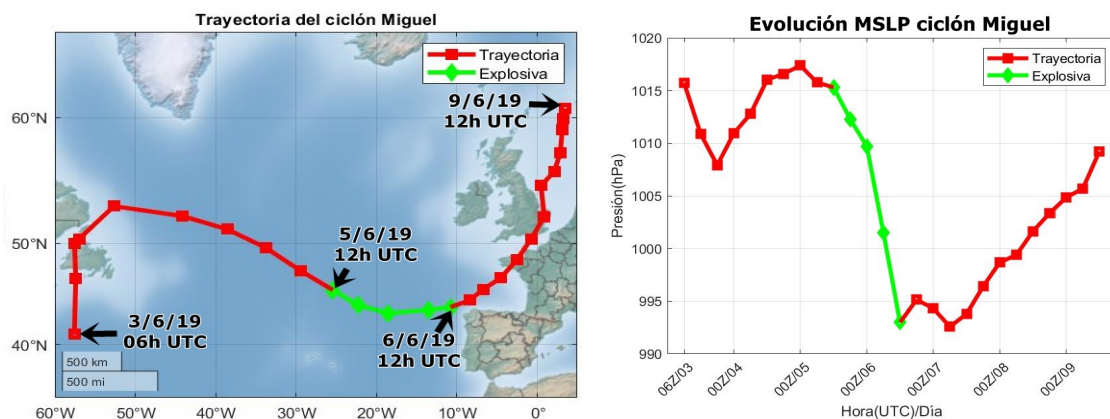


Figura 4: (a) Trayectoria seguida por el ciclón extratropical Miguel. (b) Variación de MSLP en el centro de Miguel. Fuente: ERA-Interim.

Como soporte adicional, en la Figura 5 se muestra la evolución de Miguel en base a la combinación de las imágenes del visible e infrarrojo del satélite Meteosat en el Atlántico Norte para el 5 y 6 de junio, además del campo de presión en superficie.

Desde el satélite se puede observar una gran banda nubosa dominada por nubes medias (Figura 5(a)) en la región donde se situaba Miguel antes de comenzar su intensificación súbita (Figura 5(d)). Dicho frente nuboso indica la existencia de una región baroclina en esa zona (masa de aire subtropical al SW y subpolar al NE). Veinticuatro horas más tarde (Figura 5(e)), se puede observar un gradiente de presión muy intenso al SW del ciclón, consecuencia del proceso de ciclogénesis explosiva experimentado. En ese momento, la nubosidad del ciclón ya adoptaba una estructura típica de coma, con el frente frío propagándose en dirección SW-NE (Figura 5(b)). En apenas seis horas, se observa que el frente se reforzó y elongó significativamente (Figura 5(c)), mientras que el ciclón mantuvo su presión mínima (Figura 5(f)).



En base a estas imágenes del satélite, resulta interesante señalar que a las 18 UTC del 6 de junio (Figura 5(c)) parece observarse un frente en la parte posterior del ciclón (*back-bent front*) y un pequeño *ojo*, posiblemente consistente con el modelo de evolución Shapiro-Keyser.

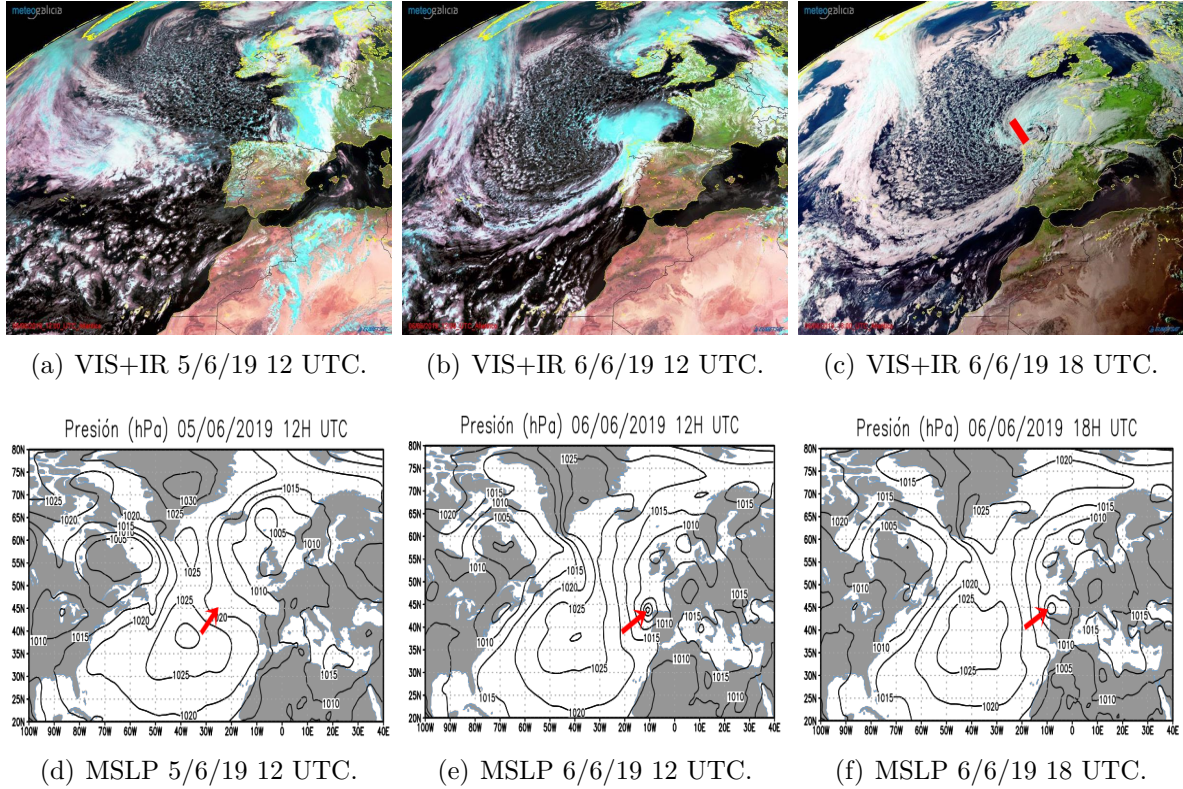


Figura 5: Imágenes del satélite VIS+IR (a-c) y del campo de presión en superficie (d-f; en hPa) para las fechas indicadas. En (c) la línea roja indica la posición aproximada del *back-bent front*. En (d-f) las flechas rojas indican la posición de Miguel en cada paso de tiempo. Fuente: MeteoGalicia y ERA-Interim.

### 5.1.2. Análisis de precursores dinámicos en niveles bajos

En la Figura 6 se muestra el comportamiento de la temperatura y humedad específica en 850 hPa en los momentos de inicio y finalización de la intensificación explosiva de Miguel.

En el momento de inicio de este proceso (Figura 6(a)), en la zona del Atlántico Norte donde se encontraba el ciclón (selección rectángulo) existía un elevado gradiente horizontal de humedad específica y temperatura, en dirección NW-SE (región baroclina).

Tras el desarrollo explosivo (Figura 6(b)), se puede observar al ciclón al NW de la Península Ibérica y un intenso río atmosférico ligado a su sector SW, proveniente de latitudes más bajas y asociado a una ondulación del flujo medio en el Atlántico Norte. Este río atmosférico aportó una cantidad significativa de vapor de agua al ciclón, favoreciendo su intensificación y, probablemente, maximizando su precipitación. Esta zona de elevada humedad se extiende hasta el sur de Groenlandia y coincide con el frente que se observaba en el satélite (Figuras 5(b,c)).



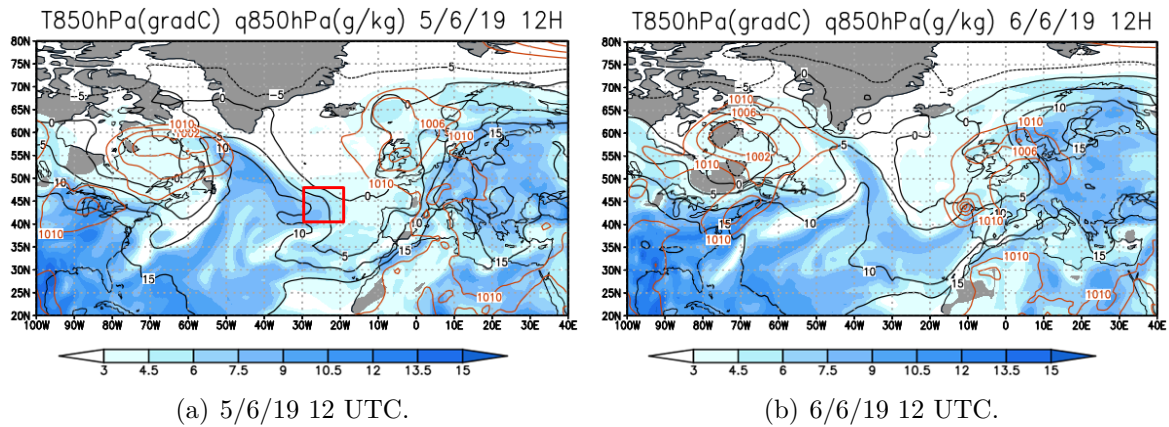


Figura 6: (a) Temperatura (contornos negros; en  $^{\circ}\text{C}$ ) y humedad específica (colores; en g/kg) en 850 hPa. Presión en superficie ( $<1010$  hPa) en contornos naranjas y región baroclina (rectángulo) a las 12 UTC 5/6/19. (b) Lo mismo (sin rectángulo) a las 12 UTC 6/6/19. Fuente: ERA-Interim.

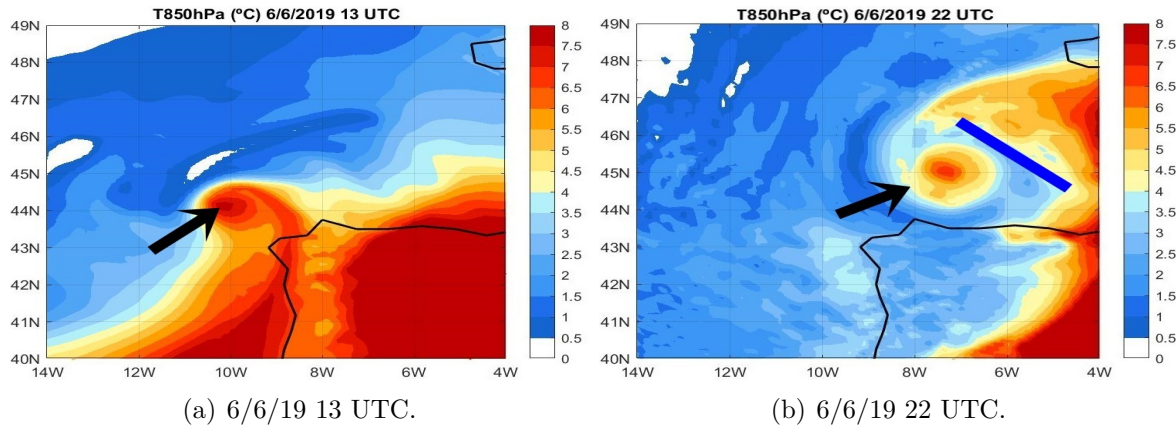


Figura 7: (a) Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) en 850 hPa a las 13 UTC 6/6/19. La flecha señala el núcleo del ciclón. (b) Mismo campo a las 22 UTC 6/6/19. La línea azul en (b) indica la *frontal fracture*. Fuente: WRF-MeteoGalicia.

Para analizar con más precisión algunas de las características dinámicas del ciclón (aquellas que requieren mayor resolución espacial), en la Figura 7 se muestran los campos de temperatura en 850 hPa de la predicción del modelo WRF de MeteoGalicia del 6 de junio.

En la etapa final del proceso de ciclogénesis explosiva (Figura 7(a)), se observa el núcleo del ciclón en superficie conectado con una masa

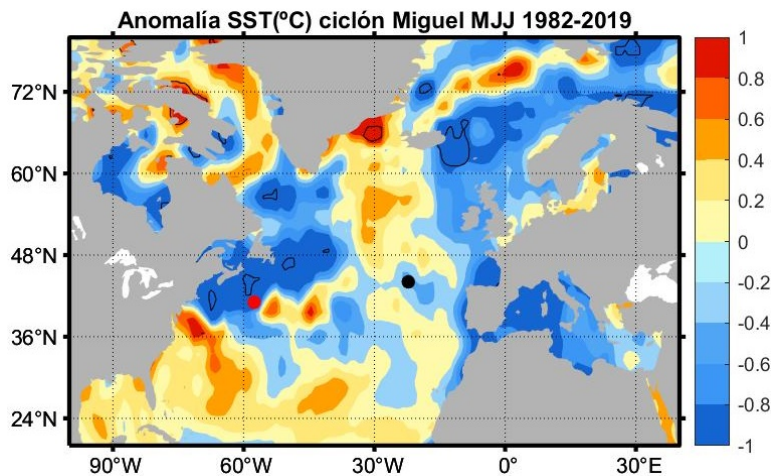


Figura 8: Anomalía de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) en junio de 2019 respecto a la climatología mayo-julio 1982-2019. Significación en contornos negros ( $p\text{-val} < 0,05$ ). La posición inicial de Miguel se representa con un círculo rojo y su posición inicial de desarrollo explosivo, con un círculo negro. Fuente: OISST V2.

de aire cálido. No obstante, nueve horas después (Figura 7(b)), sí que se puede observar un núcleo cálido rodeado de aire más frío (*warm seclusion*). Además, también se puede apreciar la *frontal fracture* entre el núcleo del ciclón y el frente frío. Por tanto, se puede afirmar con seguridad que Miguel evolucionó según el modelo de Shapiro-Keyser.

Por último, se muestra en la Figura 8 la anomalía de temperatura de la superficie del Océano Atlántico en junio de 2019 respecto a la climatología mayo-julio 1982-2019.

En líneas generales, no se observa un calentamiento significativo de la SST en las regiones por las que se desplazó Miguel. En consecuencia, los efectos locales de evaporación no contribuyeron significativamente al aumento de los flujos de calor latente y sensible. Como se ha observado en la Figura 6, estos se debieron mayoritariamente a la advección de calor y humedad desde el mar del Caribe y zonas marítimas adyacentes.

### 5.1.3. Análisis de precursores dinámicos en niveles altos

Como se ha comentado anteriormente, las ciclogénesis explosivas suelen desarrollarse cuando una perturbación en altura (intrusión de aire estratosférico) se desplaza por encima de una zona baroclina en superficie. Así, en la Figura 9 se refleja la temperatura potencial en la tropopausa y el módulo del viento en 250 hPa (la corriente en chorro) para el momento del inicio y de la finalización del desarrollo explosivo del ciclón.

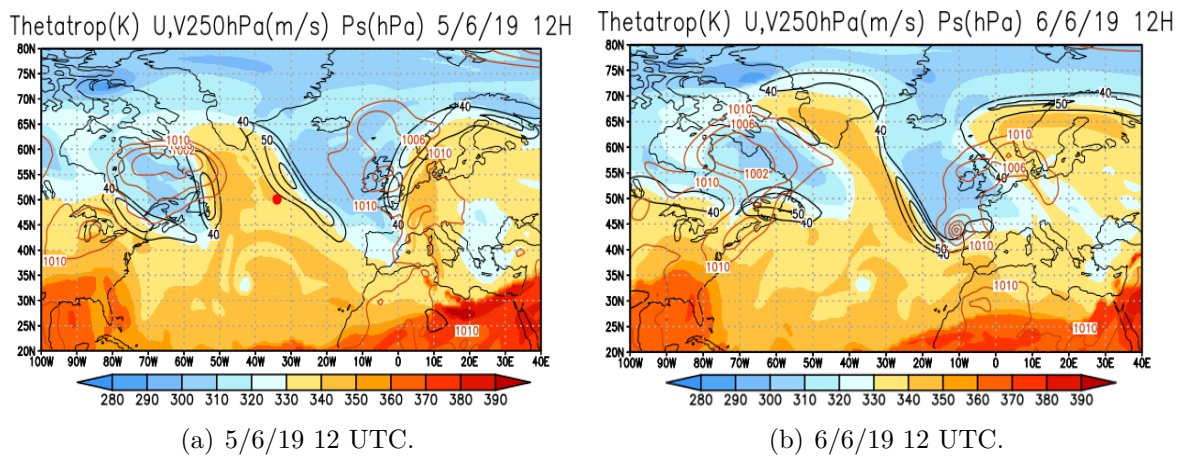


Figura 9: (a) Temperatura potencial en la tropopausa (colores en K, superficie 2 unidades vorticidad potencial), módulo del viento en 250 hPa (contornos negros; m/s) y presión en superficie (contornos naranjas; <1010 hPa) a las 12 UTC 5/6/19. Con un círculo rojo se señala la posición de Miguel. (b) Lo mismo (sin círculo rojo) a las 12 UTC 6/6/19. Fuente: ERA-Interim.

En el inicio del desarrollo explosivo (Figura 9(a)), el ciclón se encontraba en el flanco derecho de un *Jet Streak* de valores de hasta 60 m/s, orientado en dirección NW-SE. En ese momento no está claro si se encontraba en una zona de ascenso de aire, pues la región de entrada al *Jet* se situaba algo más al NW. Veinticuatro horas después, se observa que su posición se situaba en la zona *left-exit* del *Jet Streak* (Figura 9(b)), donde los ascensos de aire deberían ser más intensos.

Por consiguiente, se puede afirmar que el ciclón extratropical Miguel se desplazó atravesando la corriente en chorro durante esas 24 horas. Si bien la existencia de un *Jet Streak* pudo contribuir al desarrollo explosivo del ciclón, la posición relativa entre el ciclón y el *Jet* en sus primeros compases sugiere que los precursores dinámicos en niveles bajos también desempeñaron un papel determinante (sección 5.1.2).

Por otro lado, con la temperatura potencial en la tropopausa se pueden observar las ondas de Rossby (Figura 9). A la finalización del proceso de intensificación experimentado por el ciclón, este se encontraba dentro de una vaguada en niveles altos que se extendía desde Islandia hasta el sur de Europa (Figura 9(b)). Esta vaguada aparece asociada a una ruptura de ondas ciclónica muy extensa, que provocó que la corriente en chorro se intensificara y se desplazara hacia el Ecuador. En este sentido, la configuración de circulación general y de *RWB* que se aprecia sobre el Atlántico Norte no se corresponde con el modelo conceptual introducido por Pinto et al. (2014), para los ciclones explosivos que afectan a Europa en invierno (Figura 3). En este caso, se observa un patrón ondulatorio con varios eventos de *RWB* ciclónicos en el Atlántico Norte. Esta circunstancia es más característica de una fase NAO negativa (Benedict et al., 2004) y consistente con la trayectoria más meridional seguida por Miguel.

Por último, para investigar la posible influencia del mecanismo *downstream development* en la intensificación de Miguel, se ha generado un diagrama de Hövmoller de las anomalías del viento meridional en altura siguiendo a Chang (1993). En ella (Figura 10), se observa una onda cuasiestacionaria sobre el Atlántico Norte (ya descrita en Figura 9), cuyo carácter dispersivo (velocidad de grupo en flecha negra mayor que su velocidad de fase en flecha roja) pudo haber contribuido en la intensificación súbita de Miguel.

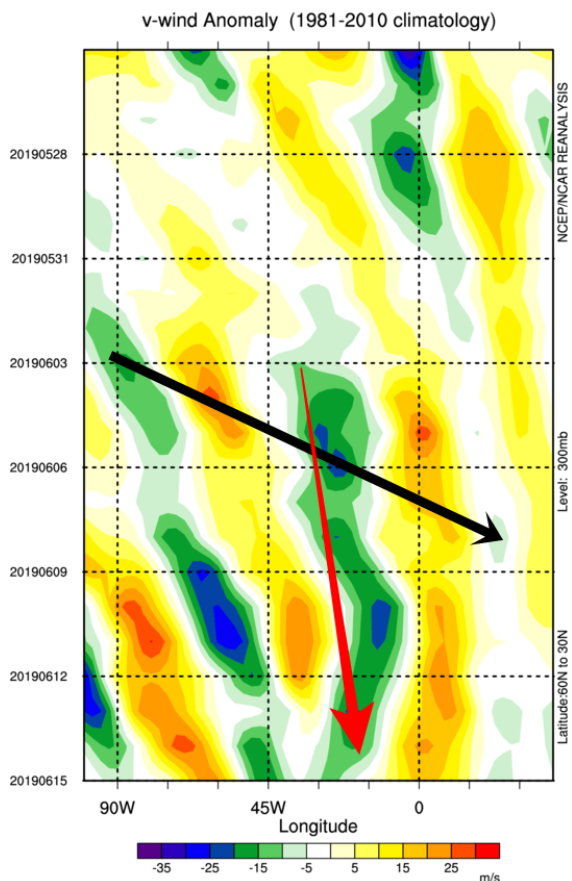


Figura 10: Diagrama de Hövmoller de las anomalías de la velocidad diaria del viento meridional (m/s) a 300 hPa en mayo-junio de 2019, promediadas sobre el intervalo de latitudes 30°N- 60°N. La flecha negra señala, subjetivamente, la velocidad de grupo del paquete de ondas de Rossby durante el ciclo de vida de Miguel. La flecha roja señala, subjetivamente, su velocidad de fase. Fuente: NCEP/NCAR.

#### 5.1.4. Análisis de impactos en superficie

Como se ha descrito anteriormente, los eventos de ciclogénesis explosiva habitualmente provocan importantes daños en superficie, generalmente debidos a rachas de viento huracanadas, precipitaciones intensas o mareas ciclónicas (*storm surge*).



En el caso de Miguel, por su proximidad a Galicia, provocó que esta fuese la comunidad autónoma de España más afectada. Así, en todas las provincias gallegas las rachas de viento observadas superaron los 120 km/h (Tabla 2). Esta fuerte intensidad también fue capaz de captarla el modelo WRF, como se refleja en la Figura 11(a). En ella, se observa que a las 19 UTC del 6 de junio, en la parte posterior del ciclón, se registraron velocidades muy elevadas del viento en superficie. Dada la forma característica de agujón que presenta esta corriente de viento muy intensa, se puede afirmar que Miguel desarrolló un *sting jet*, característico de ciclones tipo Shapiro-Keyser.

Viento		Precipitación	
Racha máxima (km/h)	Estación	Precipitación diaria acumulada (mm/24h)	Estación
136,6	Carballada de Valdeorras (OU)	78,5	Fontecada-Santa Comba (CO)
132,7	Penedo do Galo-Viveiro (LU)	69,9	Lesende-Lousame (CO)
128,9	Estaca de Bares (CO)	65	Costa-Rois (CO)
126,6	Xesteiras-Cuntis (PO)	63,2	Noia (CO)
126,2	A Gándara-Vimianzo (CO)	57,2	Mazaricos-A Picota (CO)

Tabla 2: Ranking de los 5 valores más elevados de la racha de viento máxima registrada (km/h) y de la precipitación diaria acumulada (mm/24h) durante el 6/6/2019 en España. Entre paréntesis se indica la provincia: OU-Ourense, LU-Lugo, CO-A Coruña, PO-Pontevedra. Fuente: MeteoGalicia y AEMET.

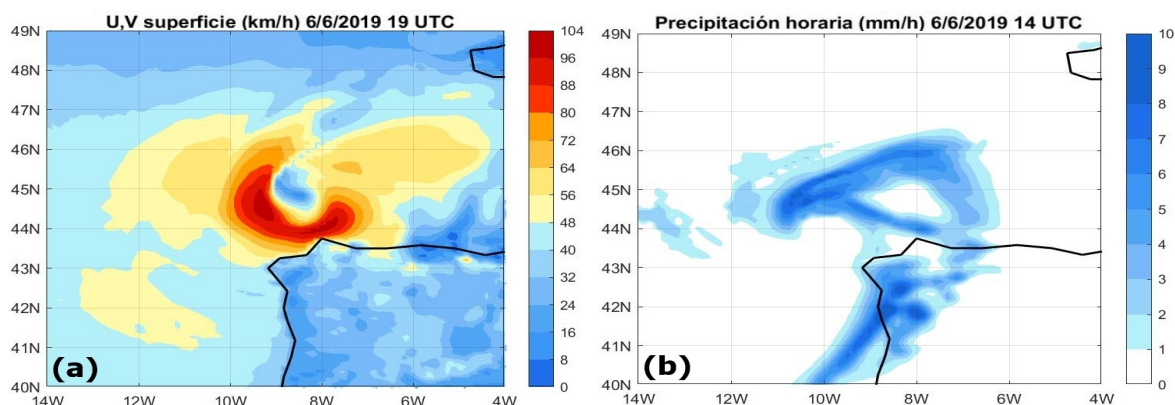


Figura 11: (a) Simulación de análisis del WRF del módulo del viento en superficie (km/h) a las 19 UTC y (b) precipitación horaria acumulada (mm/h) a las 14 UTC, ambas para el día 6 de junio de 2019. Fuente: WRF-MeteoGalicia.

Por otro lado, las precipitaciones también fueron significativas, registrándose una acumulación superior a 60 mm/24h en varias localidades de A Coruña (Tabla 2). Este hecho también aparece correctamente representado en el modelo WRF (14 UTC 6/6/2019), donde se puede observar una banda de precipitaciones generalizadas sobre buena parte de la comunidad gallega (Figura 11(b)).

La previsión de fenómenos significativos en superficie por parte de la AEMET provocó la activación de avisos naranjas para el día 6 de junio (Figura 12(a)). Concretamente, por fenómenos costeros en el litoral gallego y occidental cantábrico y por rachas de viento superiores a los 100 km/h en las provincias de A Coruña, Pontevedra y en el norte de Lugo. A ellos, se

sumaron avisos amarillos por acumulación de precipitaciones superiores a 60 mm/12h en el NW peninsular y por ráfagas de viento superiores a 80 km/h en zonas del interior.

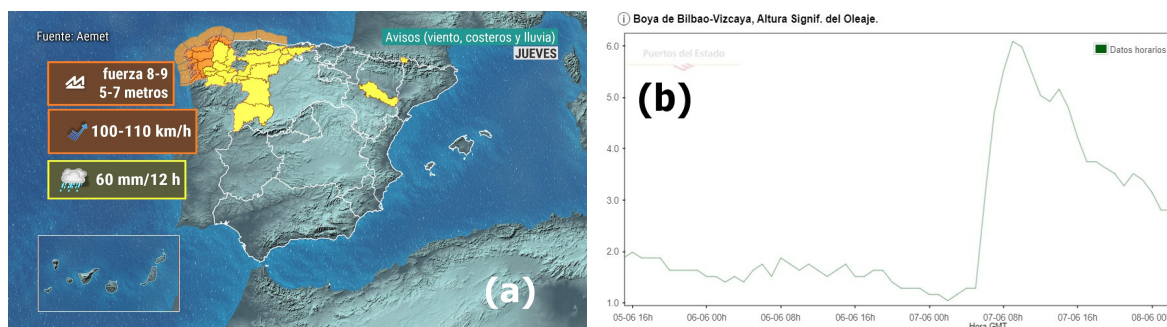


Figura 12: (a) Avisos activados en España por la AEMET para el 6 de junio de 2019 y (b) altura significativa del oleaje en la boya de Bilbao-Vizcaya a las 12 UTC del mismo día. Fuente: RTVE y Puertos del Estado.

Durante su desplazamiento hacia la Bretaña francesa, Miguel continuó afectando al norte peninsular. No obstante, sin registros significativos de viento ni precipitaciones, pero sí con fuerte oleaje (altura significativa de las olas de 5 a 7 metros) en los litorales atlántico y cantábrico occidental. Por ejemplo, en la boya de Bilbao-Vizcaya a las 9 UTC del día 7, se registró una altura significativa de las olas de 6 metros (Figura 12(b)). En el registro de esa boya, se puede apreciar la fuerte influencia de Miguel, ya que provocó, en pocas horas, un aumento considerable de la altura significativa del oleaje. Esta circunstancia pudo ser debida a la acción conjunta de la marea ciclónica y del propio oleaje costero. Tampoco se quedaron atrás los registros de la boya de Cabo de Peñas (5,7 metros a las 4 UTC del 7 de junio), ni los de la boya de Estaca de Bares (5,6 metros a las 23 UTC del 6 de junio).

## 5.2. Análisis de precedentes

Para poder comparar los resultados obtenidos para Miguel con respecto a posibles eventos similares pasados, a continuación se efectúa un trabajo de búsqueda y análisis de los mismos.

### 5.2.1. Estadística de ciclogénesis explosivas tardías en el sur de Europa (1979-2019)

En base a los criterios de selección de ciclogénesis explosivas descritos en la sección 4.2.1, el *tracking* automático de ciclones identifica 13 eventos en el sur de Europa para el periodo mayo-junio (MJJ) 1979-2019. Las características de cada uno de estos ciclones explosivos se recogen en el documento *Apéndice*. Por tanto, queda acreditado que estos eventos son bastante inusuales (aproximadamente, 1 cada 3 años).

En general, todos los ciclones se originaron en la cuenca oeste del Atlántico Norte, desplazándose durante sus respectivos ciclos de vida hacia el Noreste (Figura 13(a)). Igualmente, se puede afirmar que la mayoría de los ciclones se intensificaron explosivamente al SW de las Islas

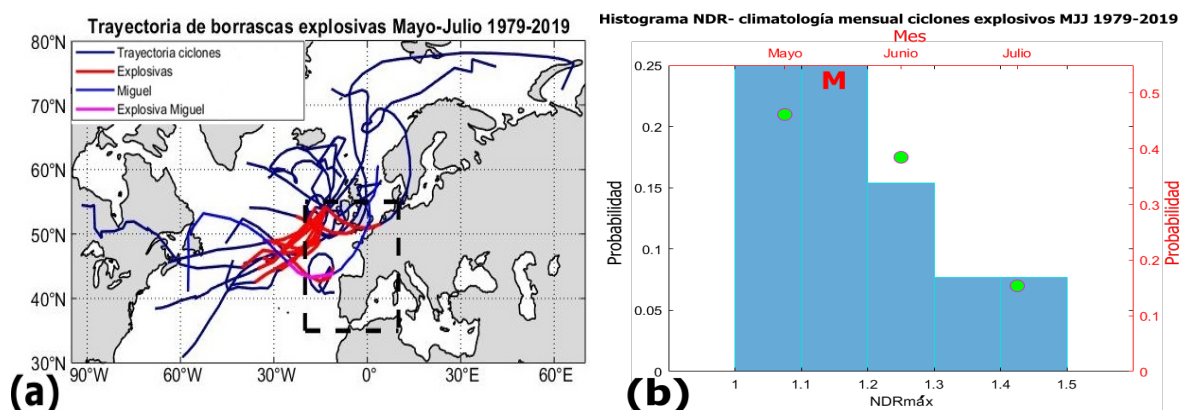


Figura 13: (a) Trayectoria de los ciclones explosivos originados entre mayo-julio 1979-2019. Con el rectángulo se señala la región seleccionada para la localización del último paso temporal de la profundización máxima (NDRmáx) de estos:  $[35^{\circ}\text{N}-55^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}]$ . (b) Histograma de frecuencia de la NDRmáx (barras) y casos por mes (círculos). La M señala el rango en el que se encuentra la NDRmáx de Miguel. Fuente: ERA-Interim.

Británicas, dentro de la esquina superior izquierda de la caja de selección de ciclones considerada. Específicamente, solo dos ciclones se desarrollaron más al sur, afectando en mayor medida a la Península Ibérica. Uno de ellos fue Miguel, mientras que el otro ocurrió en mayo de 1994 (ver *Apéndice*). En consecuencia, Miguel fue un ciclón explosivo excepcionalmente inusual, pues solo se observa un precedente de características similares desde 1979 durante la misma estación de ocurrencia.

En el 50 % de las trece borrascas explosivas identificadas, su tasa de profundización máxima fue inferior a 1,2 Bergeron (Figura 13(b)). Por lo tanto, Miguel con un NDRmáx de 1,16 Bergeron, se encuentra dentro del rango de intensificación máxima experimentada por la mayoría de estos eventos. En cuanto a la estacionalidad de los casos, como era de esperar, se observa que en mayo son más frecuentes que en julio (Figura 13(b)).

### 5.2.2. Precursores dinámicos más frecuentes

En la sección 2.3 se ha comentado que en el desarrollo explosivo de un ciclón extratropical pueden influir diversos precursores dinámicos.

Uno de ellos es la temperatura de superficie del mar (SST). Con ella, se observa como en la cuenca oeste del Atlántico Norte el compuesto de la SST en los meses de ocurrencia de ciclogénesis explosivas identificadas (13 en total) es ligeramente superior a la climatología (Figura 14(a)). Esta región coincide, mayoritariamente, con las localizaciones en las que comenzaron a originarse e intensificarse súbitamente los ciclones identificados (Figura 13(a)).

Esta mayor temperatura podría incrementar la evaporación, y en consecuencia, la energía y la cantidad de vapor de agua disponible para el desarrollo de los ciclones. Esto último se examina con el análisis de la humedad específica en un nivel de 850 hPa en la fecha de inicio del desarrollo explosivo de los ciclones (Figura 14(b)). Así, se observa que esa región coincide geográficamente con un máximo de la humedad específica. No obstante, el compuesto de las anomalías de humedad no es estadísticamente significativo.

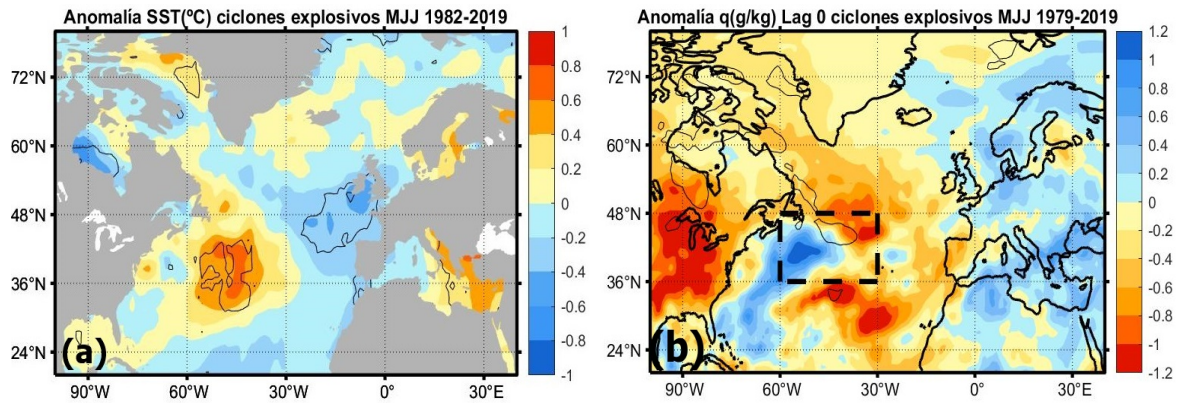


Figura 14: (a) Anomalía de la SST ( $^{\circ}\text{C}$ ) en meses con ciclones explosivos tardíos respecto a la climatología mayo-julio 1982-2019. Significación en contornos negros ( $p\text{-val} < 0,05$ ). (b) Anomalía de la humedad específica a 850 hPa ( $\text{g/kg}$ ) en días con ciclones explosivos tardíos respecto a la climatología mayo-julio 1979-2019 para lag 0 (día inicio desarrollo explosivo). Significación en contornos negros ( $p\text{-val} < 0,1$ ). Con el rectángulo se señala la región dentro de las coordenadas:  $[36^{\circ}\text{N}-48^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{W}]$  que se empleará en la sección 5.2.4. Fuente: OISST y ERA-Interim.

Por su parte, la anomalía negativa de la SST al suroeste de las Islas Británicas (Figura 14(a)) podría deberse a la propia influencia de los ciclones sobre el océano, impidiendo el paso de la radiación solar y generando precipitación. A nivel global fuera del Atlántico Norte, no se observan anomalías significativas de la SST (no se muestra).

De forma análoga, para analizar el papel de los precursores en niveles altos, se han calculado los compuestos de anomalías de la altura geopotencial a 500 hPa y del módulo del viento a 250 hPa (suavizados a 5 días) para días previos y posteriores (lags  $-2/+2$ ) a la fecha de desarrollo explosivo de cada ciclón (lag 0; Figura 15).

Comparando el lag  $-2$  (Figura 15(a)) y el lag 0 (Figura 15(c)), se observa que tanto la alta subtropical como la baja subpolar se reforzaron antes del inicio del desarrollo explosivo de los ciclones. Según la evolución de las anomalías, los centros de acción inicialmente colocados en dirección N-S fueron rotando paulatinamente, situándose las anomalías positivas sobre Terranova y las negativas al oeste de Europa.

A causa del elevado gradiente entre ambos centros de anomalías de geopotencial, una corriente en chorro anómalamente intensa se colocó entre ambas, conforme se desplazaba hacia el Sureste (Figuras 15(b,d)). La localización de estos vientos intensos en altura coincide geográficamente con el área donde iniciaron el proceso de ciclogénesis explosiva la gran mayoría de los trece ciclones analizados (Figura 13(a)).

En lag  $+2$ , la baja continuó manteniendo su intensidad, mientras que la alta se debilitó (Figura 15(e)). Asimismo, la primera se desplazó hacia el Sureste, llegando su zona de influencia a la Península Ibérica. En ese momento, aunque la corriente en chorro continuaba registrando valores más elevados que la climatología, ya comenzaba a debilitarse (Figura 15(f)).

La evolución observada en la Figura 15 parece consistente con los resultados de Gómara et al. (2014b) para ciclones explosivos sobre Europa en invierno. No obstante, se observan algunas diferencias, como la localización más al sur de los centros de acción para los 13 eventos



analizados. Esto tampoco resulta sorprendente, pues la caja considerada para la selección de ciclones está situada más al sur en este estudio.

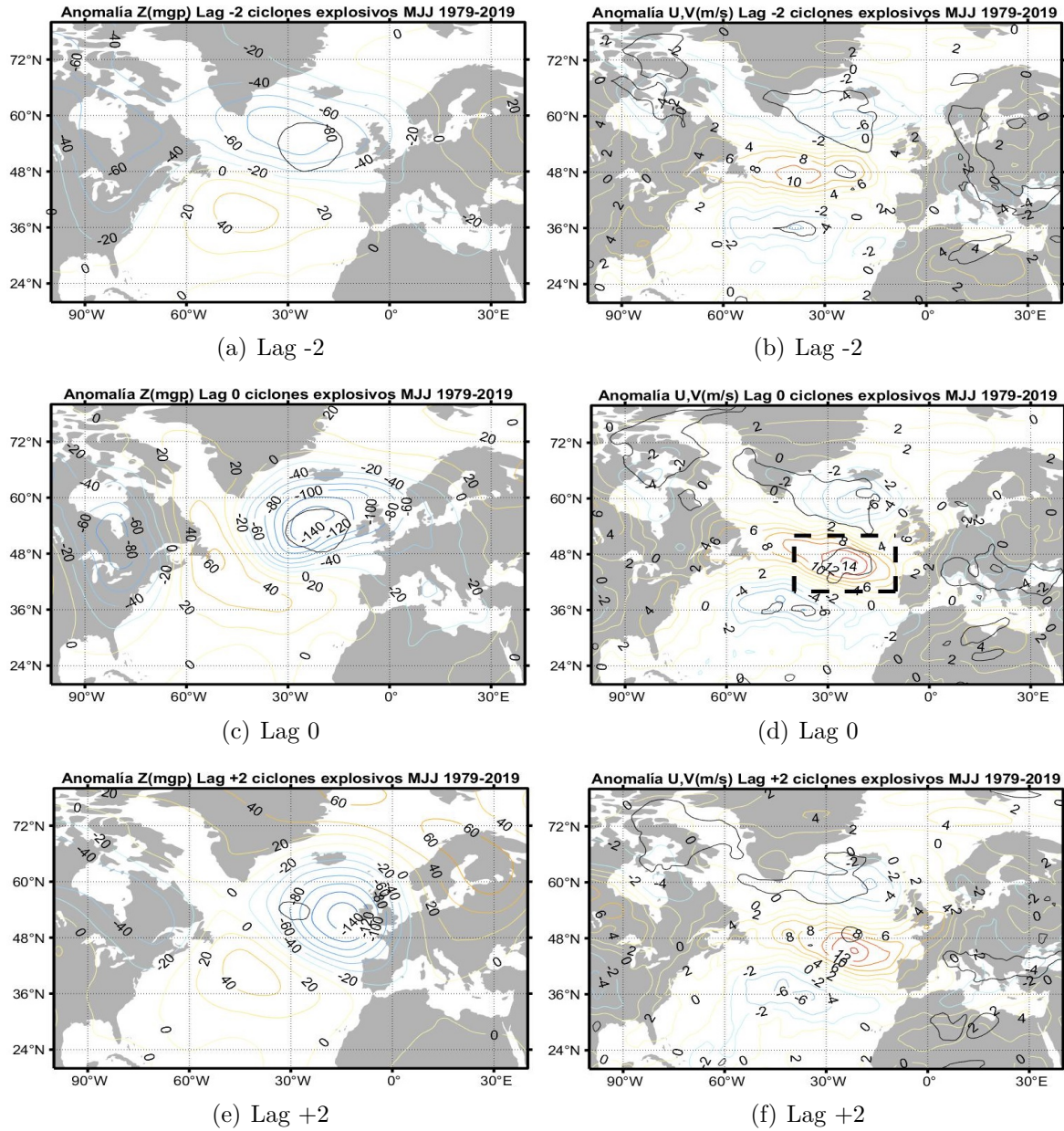


Figura 15: Compuestos de anomalías diarias durante la evolución de los ciclones respecto a la climatología mayo-julio 1979-2019. Altura geopotencial en 500 hPa (mgp) en contornos para lag -2 (a), 0 (c) y +2 (e). Igual para módulo del viento a 250 hPa (m/s) (b,d,f). Significación en contornos negros (p-val<0,1). Con el rectángulo en (d) se señala la región dentro de las coordenadas: [40°N-52°N, 40°W-10°W] que se empleará en la sección 5.2.4. Fuente: ERA-Interim.

### 5.2.3. Relación con la Oscilación del Atlántico Norte

Al igual que en estudios previos centrados en el invierno (Pinto et al., 2009, Gómara et al., 2014b), a continuación se analiza el papel de la NAO en el desarrollo explosivo de los 13 ciclones (Figura 16).



En promedio, desde 12 hasta 7 días antes del inicio del proceso de ciclogénesis explosiva (lag 0) se observa una NAO-. A partir de esa fecha, el índice NAO crece hasta alcanzar valores positivos, con un máximo en lag -4. Ese patrón NAO+ es consistente con lo observado en la Figura 15(a).

Posteriormente, el compuesto del índice diario cae de nuevo y alcanza valores neutros o negativos a partir de lag 0. El hecho de que en lag 0 el valor de la NAO sea negativo o neutro es consistente con la ocurrencia de ciclones al sur de Europa. No obstante, es preciso remarcar que el patrón de gran escala observado no se corresponde con una NAO puramente canónica.

En el caso del ciclón explosivo Miguel, el índice NAO diario registró valores negativos tanto antes, durante, como después de iniciar su desarrollo explosivo. Esta circunstancia es debida a que Miguel siguió una trayectoria más al sur que la mayoría de los otros precedentes, como ya se ha comentado. Igualmente, las condiciones de circulación en las que se desarrolló tampoco guardan gran similitud con la de la mayoría de sus predecesores (Figuras 5 y 15).

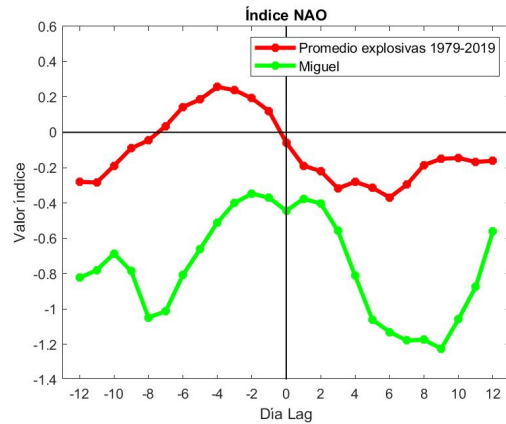


Figura 16: Índice NAO promedio en 25 fechas: inicio de desarrollo de cada ciclogénesis explosiva y los 12 días anteriores y posteriores a ella. Índice NAO diario de esos 25 días en el caso de la borrasca explosiva Miguel. Fuente: NOAA.

#### 5.2.4. Tendencias y variabilidad climática

Para finalizar este trabajo, se realiza un breve análisis de tendencias y variabilidad de las características de todos los ciclones (normales  $0 < \text{NDR} < 1$ , explosivos  $\text{NDR} \geq 1$ ; 251 casos en total) en la misma región que en secciones anteriores (Figura 17).

Se observa que el número total de ciclones por año no parece mostrar una tendencia clara, aunque es muy variable (Figura 17(a)). En cuanto al  $\text{NDR}_{\text{máx}}$ , sí que se observa cierto aumento durante las últimas décadas, tanto para todos los ciclones como para los explosivos, si bien la representatividad de la muestra para cada año fluctúa fuertemente. Para la latitud media, se observa una tendencia hacia regiones más meridionales de ambos tipos de ciclones (Figura 17(b)).

Por último, se analiza el comportamiento de los valores estacionales medios y de ocurrencia diaria de extremos (percentil 90) de precursores dinámicos de ciclones identificados en este estudio: humedad específica a 850 hPa y módulo del viento a 250 hPa en las regiones indicadas en las Figuras 14(b) y 15(d). Tanto las medias estacionales (Figura 17(c)) como la ocurrencia de extremos diarios (Figura 17(d)) parecen mostrar cierta tendencia positiva.

En la Tabla 3 se cuantifican estas relaciones por medio de valores de correlación. Los resultados solo muestran correlaciones significativas entre el número total de ciclones y viento en altura (valores estacionales y extremos diarios) y su intensidad media con el promedio de humedad. También se observa anticorrelación significativa entre la NAO y el número de ciclones sobre la caja de selección al sur de Europa, en línea con Gómara et al. (2014b).

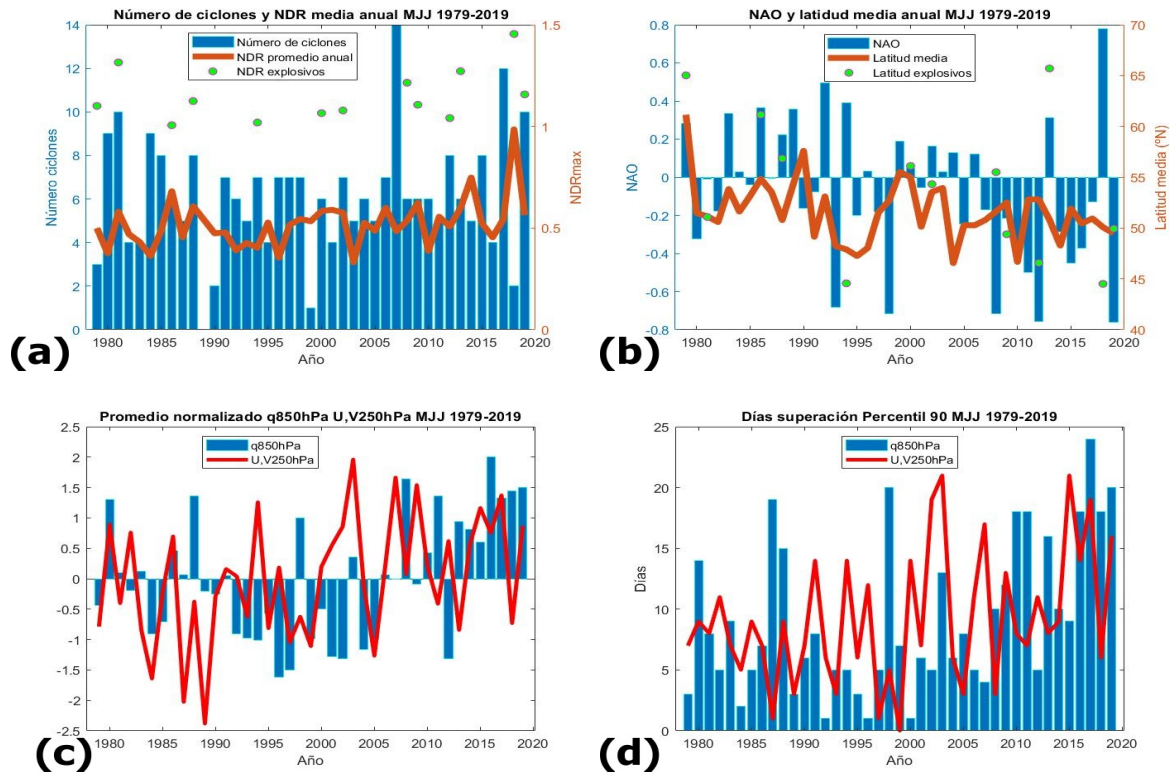


Figura 17: (a) Número de ciclones total (barras) y NDRmáx promedio de ciclones totales (línea) y explosivos (círculos) identificados para cada año dentro de la región de la sección 5.2.1 y del periodo MJJ 1979-2019. (b) Igual que (a) pero para latitud media. El índice estacional MJJ de la NAO para cada año se indica en barras. (c) Promedio MJJ normalizado, del módulo del viento en 250 hPa y de la humedad específica en 850 hPa dentro de la región señalada en la Figura 15(d) y de la de la Figura 14(b) respectivamente. (d) En el mismo periodo temporal, número de días de MJJ en los que se superó el umbral del percentil 90 (P90) del módulo de la velocidad del viento en 250 hPa y de la humedad específica en 850 hPa en las regiones consideradas en (c). Fuente: ERA-Interim y NOAA.

Índice	Número ciclones	Latitud media	NDRmáx media
Promedio q850hPa	0,12	-0,03	<b>0,32</b>
Días >P90 q850hPa	0,14	-0,12	0,24
Promedio U,V250hPa	<b>0,47</b>	-0,22	-0,04
Días >P90 U,V250hPa	<b>0,49</b>	-0,09	-0,08
Promedio NAO	<b>-0,29</b>	0,19	0,23

Tabla 3: Correlación entre las características de los ciclones y sus precursores identificados. Valores significativos ( $p\text{-val} < 0,1$ ) en negrita. Periodo MJJ 1979-2019. Fuente: ERA-Interim y NOAA.

## 6. Conclusiones

A continuación se exponen las conclusiones más significativas en relación a los objetivos descritos en este trabajo:

1. *Analizar las condiciones atmosféricas que propiciaron la formación y desarrollo del ciclón extratropical Miguel. Investigar sobre los impactos causados en superficie.*
  - El ciclón extratropical Miguel sufrió un claro episodio de ciclogénesis explosiva al noroeste de la Península Ibérica, entre los días 5 y 6 de junio de 2019.
  - Este proceso tuvo lugar en un entorno muy favorable para el desarrollo del ciclón. En niveles bajos, una región baroclina y un intenso río atmosférico. En niveles altos, una intensificación local de la corriente en chorro (*Jet Streak*) al oeste de Europa y un posible forzamiento de intensificación aguas abajo (*downstream development*) causado por la existencia de una onda de Rossby cuasiestacionaria en el Atlántico Norte.
  - Miguel evolucionó según el modelo *Shapiro-Keyser*, desarrollando una corriente de viento muy intensa en niveles bajos, conocida como *Sting Jet*. Miguel provocó fuertes ráfagas de viento en gran parte de Galicia (136 km/h - Carballeda de Valdeorras) y precipitaciones intensas (78 mm/24h - Fontecada-Santa Comba) el 6 de junio de 2019.
2. *Comparar este ciclón explosivo con posibles eventos similares que hayan tenido lugar en el sur de Europa en los últimos 40 años, para así conocer su frecuencia de ocurrencia y grado de excepcionalidad, precursores dinámicos más comunes y posibles tendencias.*
  - Miguel fue un ciclón explosivo tardío muy excepcional. En el periodo analizado (mayo a julio 1979-2019) solo se ha encontrado un precedente con trayectoria similar sobre la Península Ibérica (año 1994). Al sur de Europa, en total se han identificado 13 eventos análogos.
  - La mayoría de estos 13 eventos se desarrollaron bajo una corriente en chorro intensificada al oeste de Europa, asociada a un dipolo de anomalías de geopotencial en 500 hPa que proyecta en valores ligeramente positivos o neutros de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Las condiciones de fase NAO bajo las que se intensificó Miguel fueron mucho más negativas.
  - La mayoría de los ciclones también se desarrolló bajo condiciones de anomalías positivas de la temperatura del agua del mar (SST) y de la humedad específica sobre el Atlántico Norte subtropical, al sureste de Terranova.
  - El análisis de la variabilidad y de las tendencias muestra que la NAO y las condiciones de viento en altura al oeste de Europa, parecen controlar el número total de ciclones (normales y explosivos) en la caja analizada al sur de Europa. El aumento de la intensidad media de estos ciclones parece estar relacionado con valores más altos de humedad sobre sus regiones de ciclogénesis y desarrollo. El descenso observado en la latitud media de los ciclones no parece estar *a priori* relacionado con la NAO ni con otros precursores analizados.

En relación al último punto, sería necesario un análisis basado en reanálisis más extensos (e.g., ERA-20C) y simulaciones de clima presente y futuro (e.g., CMIP6). De esta forma, se podrían establecer relaciones más robustas entre las propiedades de los ciclones y la variabilidad interanual o multidecadal en el Atlántico Norte (Gómara et al., 2016) y con el cambio climático de origen antropogénico (IPCC, 2007).

## Referencias

- AEMET (2009). Análisis preliminar de la situación del 22-25 de enero de 2009. Un caso de ciclogénesis explosiva extraordinaria.
- AEMET (2010). Análisis preliminar de la situación del 25-28 de febrero de 2010 sobre la profundización violenta de una borrasca. -Ciclogénesis explosiva asociada-.
- AEMET (2019). Borrasca Fabien.
- Benedict, J. J., Lee, S., and Feldstein, S. B. (2004). Synoptic View of the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(2):121–144.
- Bjerknes, J. and Solberg, H. (1922). *Life Cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*. Geofysiske Publikationer. Cammermeyers Bogh.
- Browning, K. A. (2004). The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(597):375–399.
- Chang, E. K. (1993). Desarrollo aguas abajo de ondas baroclínicas como se infiere del análisis de regresión. *Revista de las ciencias atmosféricas*, 50(13):2038–2053.
- Eiras-Barca, J., Ramos, A. M., Pinto, J. G., Trigo, R. M., Liberato, M. L., and Miguez-Macho, G. (2018). The concurrence of atmospheric rivers and explosive cyclogenesis in the North Atlantic and North Pacific basins. *Earth System Dynamics*, 9(1):91.
- Evans, C., Wood, K. M., Aberson, S. D., Archambault, H. M., Milrad, S. M., Bosart, L. F., Corbosiero, K. L., Davis, C. A., Dias Pinto, J. R., Doyle, J., Fogarty, C., Galarneau, T. J., Grams, C. M., Griffin, K. S., Gyakum, J., Hart, R. E., Kitabatake, N., Lentink, H. S., McTaggart-Cowan, R., Perrie, W., Quinting, J. F. D., Reynolds, C. A., Riemer, M., Ritchie, E. A., Sun, Y., and Zhang, F. (2017). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part I: Cyclone Evolution and Direct Impacts. *Monthly Weather Review*, 145(11):4317–4344.
- Fosdick, E. K. and Smith, P. J. (1991). Latent Heat Release in an Extratropical Cyclone that Developed Explosively over the Southeastern United States. *Monthly Weather Review*, 119(1):193–207.
- Gómara, I. n., Puebla, C. R., Fonseca, B. R., and Yagüe, C. (2010). Estudio del ciclón extratropical Klaus: posibles conexiones con la NAO. *Acta de las XXXI Jornadas Científicas de la Asociación meteorológica Española*.
- Gómara, I., Pinto, J. G., Woollings, T., Masato, G., Zurita-Gotor, P., and Rodríguez-Fonseca, B. (2014a). Rossby wave-breaking analysis of explosive cyclones in the Euro-Atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(680):738–753.
- Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., Zurita-Gotor, P., and Pinto, J. G. (2014b). On the relation between explosive cyclones affecting Europe and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 41(6):2182–2190.

- Gómara, I., Rodríguez-Fonseca, B., Zurita-Gotor, P., Pinto, J. G., and Ulbrich, S. (2016). Abrupt transitions in the NAO control of explosive North 2 Atlantic cyclone development. *Climate dynamics*, 47:3091–3111.
- Hanley, J. and Caballero, R. (2012). The role of large-scale atmospheric flow and Rossby wave breaking in the evolution of extreme windstorms over Europe. *Geophysical Research Letters*, 39(21).
- Hart, R. E. and Evans, J. L. (2001). A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. *Journal of Climate*, 14(4):546–564.
- Hoskins, B., McIntyre, M., and Robertson, A. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111:877 – 946.
- Hoskins, B. and Valdes, P. (1990). On the Existence of Storm-Tracks. *Journal of The Atmospheric Sciences - J ATMOS SCI*, 47:1854–1864.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Monogr.*, 134:1–36.
- IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press.*
- Karremann, M. K., Liberato, M. L. R., Ordóñez, P., and Pinto, J. G. (2016). Characterization of synoptic conditions and cyclones associated with top ranking potential wind loss events over Iberia. *Atmospheric Science Letters*, 17(6):354–361.
- Liberato, M., Pinto, J., Trigo, I., and Trigo, R. (2011). Klaus - An exceptional winter storm over northern Iberia and southern France. *Weather*, 66:330 – 334.
- Liberato, M., Pinto, J., Trigo, R., Ludwig, P., Ordóñez, P., Yuen, D., and Trigo, I. (2013). Explosive development of winter storm Xynthia over the subtropical North Atlantic Ocean. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13:2239–2251.
- Martínez-Alvarado, O., Gray, S., Catto, J., and Clark, P. (2012). Sting jets in intense winter North-Atlantic windstorms. *Environmental Research Letters*, 7:024014.
- MeteoGalicia (2009). O fenómeno de cicloxénese explosiva, que afectou a Galicia o pasado venres, superou os rexistros históricos de refachos de vento na nosa comunidade.
- MeteoGalicia (2010). Ciclogénesis explosiva II: el ciclón extratropical “Xynthia”.
- Murray, R. J. and Simmonds, I. (1991). A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, 39(3):155–166.
- Nakamura, H., Sampe, T., Tanimoto, Y., and Shimpo, A. (2004). Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. *Geophys. Monogr. Ser.*, 147.

- Pinto, J., Gómara, I., Masato, G., Dacre, H., Woollings, T., and Caballero, R. (2014). Large-Scale dynamics associated with clustering of extra-tropical cyclones affecting Western Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119:13704–13719.
- Pinto, J., Zacharias, S., Fink, A., Leckebusch, G., and Ulbrich, U. (2009). Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relation with the NAO. *Climate Dynamics*, 32:739.
- Pinto, J. G., Spanghel, T., Ulbrich, U., and Speth, P. (2005). Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(6):823–838.
- Reale, M., Liberato, M. L., Lionello, P., Pinto, J. G., Salon, S., and Ulbrich, S. (2019). A Global Climatology of Explosive Cyclones using a Multi-Tracking Approach. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71(1).
- Reed, R., Grell, G., and Kuo, Y. (1993). The ERICA IOP 5 storm. II: Sensitivity tests and further diagnosis based on model output. *Monthly Weather Review*, 121:1595–1612.
- Rivière, G., Arbogast, P., Maynard, K., and Joly, A. (2010). The essential ingredients leading to the explosive growth stage of the European wind storm Lothar of Christmas 1999. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(648):638–652.
- Sanders, F. and Gyakum, J. R. (1980). Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. *Monthly Weather Review*, 108(10):1589–1606.
- Schwierz, C., Köllner-Heck, P., Zenklusen Mutter, E., Bresch, D., Vidale, P., Wild, M., and Schär, C. (2010). Modelling European wind storm losses in current and future climate. *Clim. Change*, 101.
- Shapiro, M. and Keyser, D. (1990). *Fronts, Jet Streams and the Tropopause*. In: Newton C.W., Holopainen E.O. (eds) Extratropical Cyclones. American Meteorological Society.
- Simmons, A. J. and Hoskins, B. J. (1979). The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(7):1239–1254.
- Sinclair, V., Rantanen, M., Haapanala, P., Räisänen, J., and Järvinen, H. (2019). The characteristics and structure of extra-tropical cyclones in a warmer climate. *Weather and Climate Dynamics Discussions*, pages 1–33.
- Uccellini, L. (1990). Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmen Memorial Volume*, pages 81–105.
- Ulbrich, U., Fink, A., Klawe, M., and Pinto, J. (2001). Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, 56:70–80.
- Ulbrich, U., Leckebusch, G., and Pinto, J. (2009). Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. *Theoretical and Applied Climatology*, 96:117–131.
- Walker, G. T. (1924). Correlation in seasonal variations of weather-A further study of world weather. *Indian Meteorological Memoirs*, 24:275–332.